

Estudio de las fábricas magnéticas y del magnetismo de las rocas en los plutones de Sotillo y Ribadelago (Sanabria, Zamora).

Magnetic fabrics and rock magnetism of the Ribadelago and Sotillo plutons.

N. Vegas ⁽¹⁾, R. Siqueira⁽¹⁾, J. L. Bouchez⁽¹⁾, A. Aranguren⁽²⁾ y J. M. Tubía⁽²⁾

⁽¹⁾ UMR CNRS # 5563, LMTG, Equipe de Pétrophysique, Université Paul-Sabatier, 38, rue des 36-Ponts, 31400, Toulouse, France.

⁽²⁾ Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, a.p. 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

Magnetic fabric and rock magnetism studies were performed in 14 samples of the Ribadelago and Sotillo plutons (Iberian Variscan belt, NW Spain). These heterogeneous granitoids are composed by granodiorites, tonalites, quartz-diorites and diorites, mainly organized into dikes and sills. The magnetic fabric, revealed by the anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS), is dominantly carried by paramagnetic iron-bearing silicates (biotite and amphibole), as inferred from the thermomagnetic curves. However, a small contribution of magnetite, titanomagnetite, and perhaps pyrrhotite can be evidenced. In some cases, the magnetite seems to be restricted to the feldspar fraction. Remanent coercitivity spectra, determined from implementation of anhysteretic remanent magnetization during alternating field (AF) tumbling reveal that two magnetite families with different coercitivity distributions are present: A main one within 13-35 mT and a minor fraction within 35-60 mT. The anisotropy of anhysteretic remanence has been studied within these two coercivity windows (pAAR 13-35 mT and pAAR 35-60 mT). Comparison between the pAAR fabrics and the AMS fabric, helps to distinguish between primary (magmatic) and secondary fabrics (post-magmatic) of the ferromagnetic phases.

Key words: magnetic fabric, magnetic mineralogy, anisotropy of remanent magnetization (ARM), partial anhysteretic remanence anisotropy (pAAR), Sanabria.

Geogaceta, 34 (2003), 19-22
ISSN:0213683X

Introducción

Los estudios de la susceptibilidad magnética se han convertido en una herramienta habitual para el conocimiento de la estructura de las rocas plutónicas. La técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) permite obtener datos direccionales, foliaciones y lineaciones magnéticas, que se corresponden con la orientación de las foliaciones y lineaciones observables en las rocas. Para poder realizar una buena interpretación de esos datos, es primordial determinar con precisión la mineralogía de la roca.

En la Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico predominan los granitoides con valores bajos de susceptibilidad magnética, ($K < 500 \times 10^{-6} \text{SI}$), donde son los minerales paramagnéticos, silicatos con contenido en Fe (biotita y anfíbol, principalmente) los portadores dominantes de la señal magnética de la roca (Rochette, 1987). Sin embargo, dentro de estos granitoides, encuadrados en la serie de la ilmenita de Ishihara (1977), es habitual la presencia de pequeñas cantidades de mi-

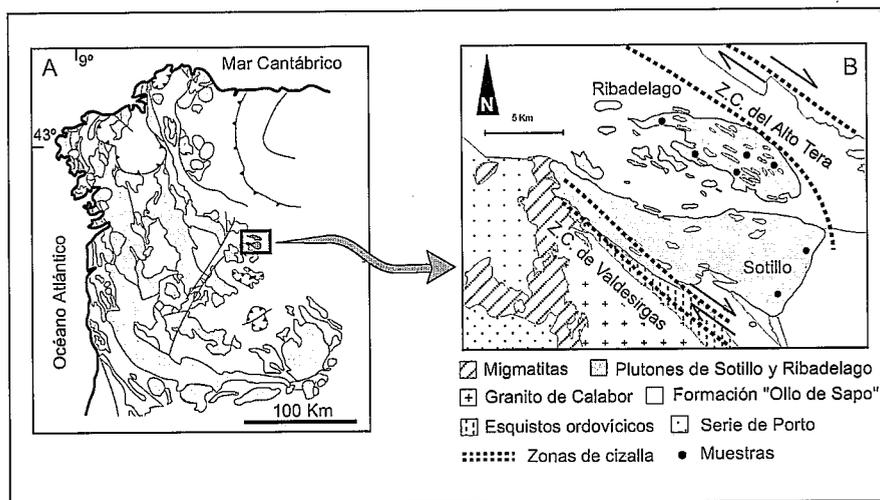


Fig. 1.- A) Localización del área de estudio dentro del Macizo Ibérico. En color gris claro están representados los granitoides Variscos. B) Mapa geológico simplificado de la región de Sanabria, para indicar la situación de las muestras estudiadas y de las dos zonas de cizalla dexas que delimitan el puente extensional en el que han intruido los plutones de Ribadelago y de Sotillo.

Fig. 1.- A) Simplified geological map of the NW corner of the Iberian Massif. Variscan granitic rocks are indicated by the grey colour. The insert shows the location of the Ribadelago and Sotillo plutons B) Geological map of the Sanabria region, showing the location of the studied samples and the two dextral shear zones that outline the releasing stepover exploited for the emplacement of the Ribadelago and Sotillo plutons.

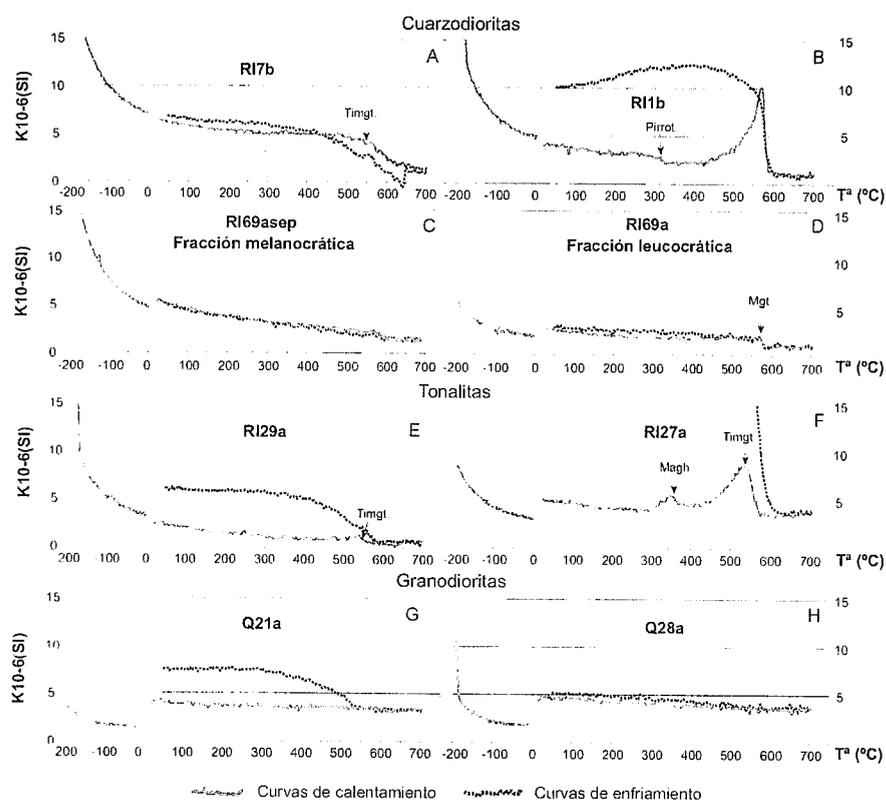


Fig. 2.- Curvas termomagnéticas, de variación de la susceptibilidad (K) con respecto a la temperatura. Para los ciclos de calentamiento/enfriamiento, desde 0°C hasta 700°C, aparecen diferenciadas las fases de calentamiento (traza gris) y del enfriamiento posterior hasta la temperatura de la sala (trayectoria punteada). Las curvas A, B, C y D corresponden a cuarzodioritas, E y F a tonalitas y G y H a granodioritas. Léase el texto para su interpretación. Pirrot. =pirrotita; Mgt. =magnetita; Magh. = maghemita; Timgt. = titanomagnetita.

Fig. 2.- Thermomagnetic tests showing the variation of the mean susceptibility (K) with temperature. For the heating/cooling tests, the heating path is represented by grey curves and the cooling path by dotted lines. The curves of quartz-diorite samples (A, B, C and D) reflect the presence of titanomagnetite (A), pyrrhotite (B) and magnetite (B, D.). The curves C and D correspond to separated fractions of the same sample (RI69a): 1) the melanocratic fraction, C, composed mainly by biotite and amphibol and, 2) the leucocratic fraction, D, with quartz and feldspar; the magnetite grains detected from curve D seems to be restricted to the feldspar. The curves for tonalitic samples point to the presence of titanomagnetite (E) or the generation of maghemite and titanomagnetite (F). The curves G and H are representative of granodiorite samples with paramagnetic behaviour: Pirrot. =pyrrhotite; Mgt. =magnetite; Magh. = maghemite; Timgt. = titanomagnetite.

nerales opacos, como magnetita, pirrotita o hematitas. La identificación de estos minerales es factible mediante curvas termomagnéticas que registran la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura. Dado que la ASM analiza el valor de susceptibilidad de la roca total, para aislar la fábrica de las fases ferromagnéticas de la influencia de los minerales diamagnéticos y paramagnéticos, debe recurrirse al análisis de la anisotropía de la imanación remanente (AIM). En este trabajo se ha utilizado el método de la anisotropía remanente anisterética parcial (ARAp), que permite discriminar la señal magnética de las distintas familias de granos ferromagnéticos, reconocidos a partir de los espectros de coercitividad remanente (Trindade *et al.* 2001).

Encuadre geológico

Los granitos de Sotillo y Ribadelago (Sanabria, Zamora) intruyen en el Dominio del Olló de Sapo, en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (Martínez García, 1973; Vegas 2002). Forman dos cuerpos de unos 250 km², alargados según la dirección estructural predominante en la región, N 120 (Fig.1), y forman parte del alineamiento granítico de Sanabria-Viana do Bolo (Vegas *et al.* 2001a). Estos granitoides se caracterizan por su gran heterogeneidad petrológica, mineralógica y textural. El plutón de Ribadelago está compuesto por granodioritas, tonalitas, cuarzodioritas y dioritas, mientras que en el macizo de Sotillo, que alberga también facies tonalíticas y cuarzodioríticas, predominan las granodioritas porfídicas de grano grueso. Ambos pluto-

nes intruyen en un domo metamórfico, confinado en el puente extensional formado por dos zonas de cizalla dexas en relevo (Fig. 1). Esta geometría ha condicionado el ascenso y emplazamiento de los magmas como diques y sills (Vegas *et al.*, 2001b). El régimen compresivo persistente durante la intrusión de estos granitoides, hace que la deformación haya actuado desde las etapas magmáticas y submagmáticas, pasando por estadios intermedios de deformación en estado sólido a alta temperatura, para concluir en la formación de zonas de cizalla de baja temperatura (Vegas, 2002). Las muestras seleccionadas para este estudio pertenecen a los sectores que preservan microestructuras representativas de los estados magmático y submagmático.

Caracterización de la mineralogía magnética

Se han analizado 14 muestras, provenientes de 7 afloramientos representativos de las distintas litologías y valores de susceptibilidad de los plutones de Ribadelago y Sotillo. La figura 2 muestra las curvas termomagnéticas de variación de la susceptibilidad total (K) de la roca en función de la temperatura. Para obtener las curvas de baja temperatura, desde -192°C a 0°C, se ha utilizado un aparato CS2-L y para las medidas de calentamiento, desde 0°C hasta 700°C, un horno CS2, conectados a un magnetómetro KLY-2, de la firma Checa "Agico, Brno". En las curvas de alta temperatura el ciclo de calentamiento/enfriamiento se ha llevado a cabo en condiciones de atmósfera oxidante.

En todas las muestras analizadas es patente su naturaleza paramagnética, de acuerdo con las trayectorias en forma de hipérbola que describen las curvas de baja temperatura, así como los tramos iniciales de las curvas de alta temperatura (Hroudá, 1994; Sagnotti *et al.* 1998). Las muestras correspondientes a las granodioritas (Fig. 2G y H) apenas presentan variaciones de la susceptibilidad en función de la temperatura, mientras que las tonalitas (Fig. 2E y F) y cuarzodioritas (Fig. 2A, B, C y D) muestran una variación más marcada, fruto de sus mayores contenidos en minerales paramagnéticos y ferromagnéticos. En dos curvas de calentamiento (Fig. 2B y D) se constata la presencia de magnetita, de acuerdo con las caídas del valor de la susceptibilidad en torno a los 570°-580°C, la temperatura de Curie de este mineral. En el caso de la muestra RL7b (Fig. 2A) la caída de la susceptibilidad es más sostenida y comienza sobre los 510°C; esto sugiere la presencia de titanomagnetita (Ferré *et al.* 1999; Ferré *et al.* 2002), ya que el valor de la temperatura de

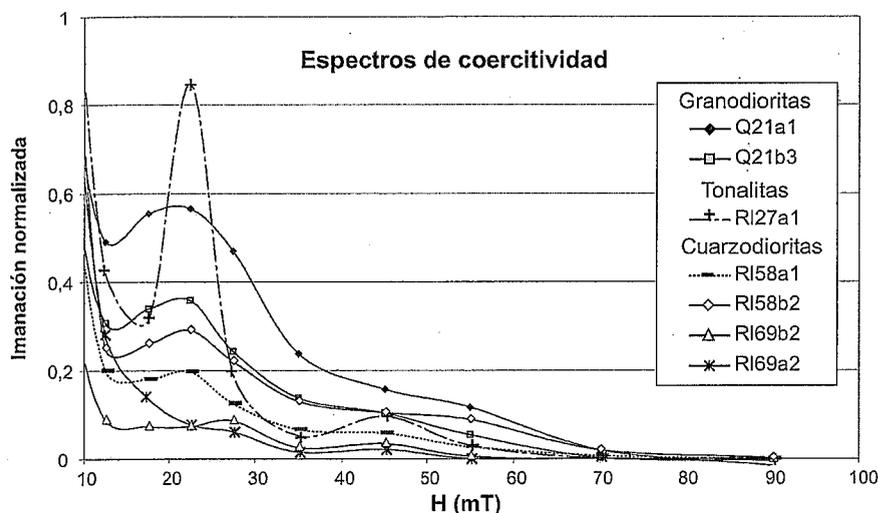


Fig. 3.- A) Espectros de coercitividad, de muestras granodioríticas (Q21), tonalíticas (R127) y cuarzodioríticas (R158, R169), obtenidos a partir de la derivada de las curvas de desimanación, en campo alterno, de la remanencia anhisterética inducida, aplicando un campo de 100 mT en presencia de un campo continuo de 0,05 mT. Las intensidades de remanencia han sido normalizadas al valor más alto de la remanencia parcial adquirida.

Fig. 3.- A) Remanent coercitivity spectra, from a granodiorite (Q21), tonalite (R127) and quartz-diorite (R158, R169) samples, derived from AF tumbling demagnetization of a 100 mT anhysteretic remanence (DC field of 0,05 mT). Intensities of remanence are normalized to the highest value of partial remanence acquisition.

Curie desciende a medida que aumenta el contenido en titanio de las magnetitas (Clark, 1997). La curva de la muestra RL1b (Fig. 2B), presenta una sutil caída próxima a los 320°C, que puede ser indicativa de la presencia de pirrotita.

Durante el proceso de calentamiento entre 0°C y 700°C, llegan a generarse nuevas fases ferromagnéticas. Así, en los ejemplos de la Figura 2B y 2F, a partir de los 410°C la susceptibilidad aumenta hasta caer bruscamente, en el primer caso a los 580°C y en el segundo en torno a los 540°C, indicando neoformación de magnetita y titanomagnetita respectivamente. Los nuevos granos de magnetita y titanomagnetita pueden generarse a expensas del hematites o de algún silicato ferro-magnésiano (Ferré *et al.* 1999; Kontny y Dietl, 2002); también se ha propuesto la descomposición térmica de sulfuros (pirita) a partir de los 350°C como posible mecanismo para la formación de titanomagnetita (Bartolomeu *et al.*, en prensa). La figura 2F refleja la neoformación de una fase mineral con una temperatura de Curie cercana a los 350°C, que bien podría corresponder a maghemita originada como producto de la oxidación de titanomagnetitas.

La presencia de titanomagnetitas en las tonalitas se ve ratificada por la gráfica 2E, donde se observa una variación de la susceptibilidad magnética a partir de los 550°C. Como consecuencia de estos cambios mineralógicos, varias de las curvas de

alta temperatura no son reversibles y presentan curvas de retorno con mayores valores de susceptibilidad.

Otro aspecto destacable de las curvas termomagnéticas es la constatación de la importancia de la fracción feldespática como portadora de magnetita. Así, de la muestra RL69a se han separado la fracción melanocrática, compuesta principalmente por biotita y anfíbol, y la fracción léucocrática, rica en cuarzo y feldespato, analizándose a continuación las dos por separado. Como muestran las figuras 2C y 2D, la fracción melanocrática (RL69sep) presenta el perfil propio de un material paramagnético, mientras que la curva correspondiente a la fracción cuarzo-feldespática (R169a) proporciona una caída del valor de la susceptibilidad al alcanzarse la temperatura de Curie de la magnetita.

La fábrica magnética

Con la intención de conocer la fábrica de los minerales magnéticos presentes en las muestras, se ha estudiado su imanación anhisterética remanente aplicando un campo continuo (CC=0,05 mT), tras eliminar la imanación remanente natural de las muestras. Posteriormente, la imanación anhisterética (ARM) ha sido desimanada por intervalos, mediante la aplicación de un campo alterno (CA), de valor pico 100 mT. La derivada de las curvas obtenidas permite calcular los espectros de coercitividad de

las muestras. En este proceso, se han utilizado un desimanador (Campo Alterno)-imanador anhisterético (Campo Alterno + Campo Continuo) LDA3-AMU1 (Agico, Brno) y un magnetómetro JR5A (Agico, Brno).

La Figura 3 muestra los espectros de coercitividad calculados, donde se distinguen dos picos correspondientes a dos grupos de granos ferromagnéticos con distintas coercitividades, esto es, distintos valores del campo magnético aplicado (H) para desimanarlos. El primer pico está comprendido entre 13 y 35 mT y el segundo ocupa el rango que va de 35 a 60 mT. Las diferentes coercitividades se relacionan, en el caso de la magnetita, con el tamaño de grano (Jackson *et al.* 1988; Vlag *et al.* 1996), de manera que el pico de menor coercitividad está generado por los granos de magnetita de mayor tamaño, mientras que el segundo pico, más coercitivo, representa a los granos de magnetita más pequeños. En estas dos familias de granos de magnetita se ha aplicado el método de la anisotropía anhisterética remanente parcial (AARp) (Trindade *et al.* 2001), procediendo a imanar las muestras (CC) hasta el valor máximo del campo (H) de su ventana de coercitividades, desimanándolas a continuación (CA) hasta el valor mínimo de la misma, para proceder a medir la intensidad anhisterética remanente resultante. Este ciclo se ha repetido para seis posiciones diferentes, distribuidas a lo largo de tres ejes ortogonales.

Los resultados de estas pruebas ponen de manifiesto fábricas magnéticas variadas para cada muestra (Fig. 4). En el primero de los casos (Fig. 4.1), los ejes del elipsoide magnético de la primera ventana de coercitividades están bien agrupados y coinciden con los tres ejes de la ASM, mientras que para la segunda ventana de coercitividad sólo coincide el eje K_1 y se da una inversión entre los ejes K_2 y K_3 . La importancia de la familia de granos relacionada con la primera ventana es netamente superior, ya que aporta un 70% del total de la imanación contenida entre ambas ventanas de coercitividades. Esta fábrica magnética puede interpretarse como primaria, y el hecho de que proceda de la cuarzodiorita que concentra magnetita en la fracción feldespática tiene implicaciones genéticas, ya que la similitud entre estas fábricas magnéticas y la fábrica de la ASM sugiere que la cristalización de las plagioclasas ha debido de ser muy rápida para conseguir "congelar" la fábrica ferromagnética de la roca. La muestra representada en la figura 4.2 presenta una distribución más compleja, en la que los ejes K_3 de las dos familias de granos coinciden entre sí y con la ASM y son

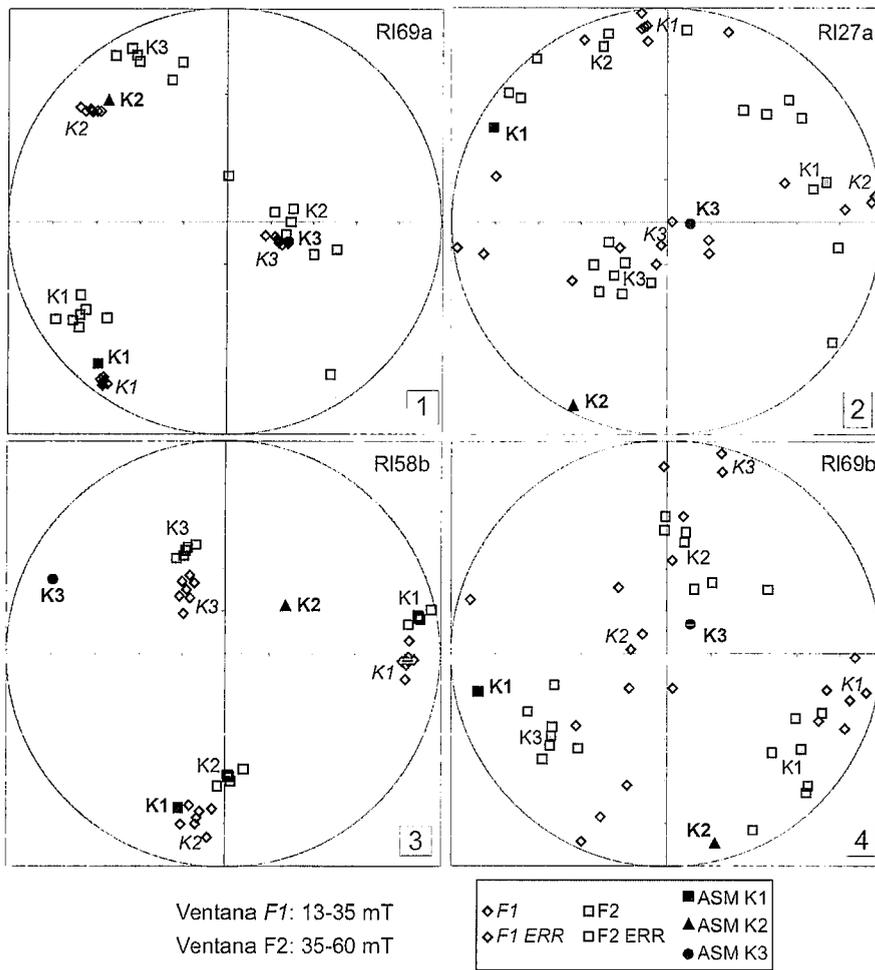


Fig. 4.- Estereogramas con las subfábricas magnéticas correspondientes a las dos familias de granos ferromagnéticos identificados en los ensayos de coercitividad (Fig. 3). La ventana F1 comprende el intervalo de AARp entre 13-35 mT y la ventana F2 está definida para el intervalo entre 35-60 mT. Los símbolos vacíos indican las 6 posiciones usadas para determinar los tres ejes del elipsoide de la fábrica magnética, representados con símbolos rellenos. A efectos de comparación, se representan con símbolos rellenos en negro, los ejes máximo (cuadrado), intermedio (triángulo) y mínimo (círculo) del elipsoide de la ASM para cada muestra. Léase el texto para el desarrollo de las interpretaciones.

Fig. 4.- Magnetic subfabric, for the two families of ferromagnetic grains identified after the coercivity tests (Fig. 3). The magnetization window F1 covers the coercivity range of pAAR between 1 and -35 mT, and the second one (F2) is defined for the interval 35-60 mT. The empty symbols represent the six positions considered to determine the three axis of the magnetic fabric ellipsoid, represented by full symbols. For comparison, black full symbols, square for K_1 , triangle for K_2 , and circle for K_3 , represent the three axes of AMS fabrics.

perpendiculares a los otros dos ejes que tienden a disponerse en un plano subhorizontal. Este diagrama puede asimilarse a una fábrica magnética planar, posiblemente primaria, originada por minerales magnéticos adheridos a los límites de grano de los cristales de feldespatos. En el tercer caso, (Fig. 4.3), las fábricas de las dos ventanas de coercitividad coinciden entre sí y están alejadas de las posiciones de la ASM, lo que sugiere que se trata de fábricas secundarias. En el último ejemplo la fábrica magnética carece de orientación preferente, por lo que puede interpretarse como una fábrica secundaria de tipo aleatoria (Fig. 4.4).

Conclusiones

El estudio de las curvas termomagnéticas deja patente el carácter paramagnético de los granitoides de Ribadelago y Sotillo, respaldando la validez de la fábrica obtenida con el análisis de la ASM. Así mismo se constata la presencia de una pequeña porción de minerales ferromagnéticos, magnetita, titanomagnetitas y pirrotita y la importancia de los feldespatos como portadores de los minerales ferromagnéticos.

Por otra parte, el análisis de la imanación anhisterética remanente parcial, ha permitido diferenciar dos familias

de granos ferromagnéticos con distintos valores de coercitividades, entre 13-35 mT y 35-60 mT, para las que se ha determinado la fábrica de la anisotropía anhisterética remanente parcial (AARp). La comparación entre los parámetros direccionales de esas fábricas magnéticas y los de la fábrica de la ASM permite diferenciar casos de fábricas AARp primarias coincidentes, total o parcialmente, con las de la ASM, hasta casos de fábricas secundarias aleatorias

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias a una beca Post-Doctoral del Programa de Formación de Investigadores del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco. La financiación procede de los proyectos de investigación BTE2001-0634 (Ministerio de Ciencia y Tecnología de España) y 9/UPV00001.310-14478/2002 (UPV/EHU).

Referencias

Barolomeu Raposo, M.I., Chaves, A.O., Lobjasek-Silva, P., Souza d'Agrella-Filho, M. y Teixeira, W.: *Tectonophysics* (en prensa).
 Clark, D.A. (1997): *J. Aust. Geol. Geophys.*, 17, 83-103.
 Ferré, E.C., Wilson, J. y Gleizes, G. (1999): *Tectonophysics*, 307, 113-133.
 Ferré, E.C., Bordarier, C. y Marsch, J.S. (2002): *Tectonophysics*, 354, 1-23.
 Hroudá, F. (1994): *Geophys. J. Int.*, 118, 604-612.
 Ishihara, S. (1977): *Mining Geology*, 27, 293-305.
 Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J. y Banerjee, S.K. (1988): *Geophys. Res. Lett.*, 15, 440-443.
 Kontny, A. y Dietl, C. (2002): *GSA Bull.*, 114 (11), 1438-1451.
 Martínez-García, E. (1973): *Studia Geologica*, V, 7-16.
 Rochette, P. (1987): *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020
 Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Mattei, M. y Funicello, R. (1998): *Phys. Earth Plan. Interiors*, 105, 73-93.
 Trindade, R.I., Bouchez, J.L., Bolle, O., Nédélec, A.P. y Poitrasson, F. (2001): *Geophys. J. Int.*, 147, 310-318.
 Vegas, N., Aranguren, A., Cuevas, J. y Tubía, J.M. (2001a): *Bol. Geol. Min.*, 112 (3), 79-87.
 Vegas, N., Aranguren, A., y Tubía, J.M. (2001b): *Terra Nova*, 13, 180-187.
 Vegas, N. (2002): *Tesis Doctoral*, Univ. País Vasco, 250 pp.
 Vlag, P., Rochette, P. y Dekkers, M.J. (1996): *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2803-2806.